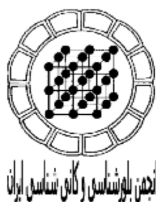
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۷۲۷ تا ۷۴۲



دما-فشارسنجی و شیمی کانی‌های داسیت - تراکی داسیت‌های جنوب و شرق آتشفشان مزاحم، شمال شهربابک

زهرا خواجه جواران[1]، غلامرضا قدمی*[1]، محمد پوستی[1]، عباس مرادیان[2]، بهروز کریمی شهرکی[3]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه هرمزگان، بندر عباس، ایران

۲-گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- مسئول آزمایشگاه مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران، کرج، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۱/۱۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۴/۱۵)

چکیده: زبانه‌های داسیت و تراکی داسیت‌های پیرامون آتشفشان مزاحم در پهنه ایران مرکزی، در کمربند آتشفشانی نفوذی ارومیه - دختر و شمال غرب نوار دهج - ساردوئیه در شمال شهربابک واقع شده است. این زبانه‌ها براساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه شیمیایی از داسیت و تراکی داسیت که بافت غالب آن‌ها پورفیری است، تشکیل شده‌اند. هر دو نوع سنگ دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (آلبیت تا آندزین)، پیروکسن (اوژیت)، میکا (بیوتیت)، آمفیبول (تچرماکیت)، کوارتز و کانی‌های کدر هستند، اما در تراکی داسیت‌ها فلدسپار قلیایی (سانیدین و آنورتوکلاز) نیز وجود دارد. درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت‌های غیرتعادلی چون منطقه بندی نوسانی و بافت غربالی هستند. تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازها از مرکز تا لبه نمایان است که به احتمال بسیار ناشی از تغییرترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار طی بالا آمدن ماگما و تغییرات فشار بخار آب است. دمای به دست آمده حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد است. بررسی‌های شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که آن‌ها دارای ترکیب اوژیت هستند و ماگمایی که این کلینوپیروکسن‌ها از آن متبلور شده‌اند در حدود ۱۰ درصد آب داشته است. مقدار آهن سه ظرفیتی در کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده مقدار بالای اکسیژن ماگماست. براساس بررسی‌های زمین دما- فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها، فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها حدود ۱۰-۶ کیلوبار و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۱۲۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی گراد است. این کلینوپیروکسن‌ها از سری آهکی قلیایی کوهزایی هستند.

واژه‌های کلیدی: *دما و فشار تبلور؛ داسیت؛ شیمی کانی‌ها؛ کمربند ارومیه- دختر؛ شهربابک؛ کرمان.*

مقدمه

ایران دارای فعالیت‌های گسترده آتشفشانی در طول زمان بوده است که بیشتر آنها فعالیت‌های آتشفشانی کرتاسه تا کواترنری بوده‌اند که از ترکیه تا بلوچستان و پاکستان ادامه دارد [۱] و سبب تشکیل آتشفشان‌های جوان کواترنری شده‌اند. در شمال و شمال شرق شهرستان شهربابک بخش مهمی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر (نوار ماگمایی دهج-ساردوئیه)، طیف گسترده‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی به سن ائوسن تا پلیوسن وجود دارد. ویژگی‌های ساختاری، زمین ساختی و ماگمایی بخش‌های گوناگون این کمربند بررسی شده‌اند [۱-۶]. براساس گزارش‌ها، این سنگ‌ها وابسته به سری‌های ماگمایی مختلفی از جمله آهکی قلیایی، قلیایی، شوشونیتی و گاهی آداکیتی هستند. این سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی در نقشه ۱,۲۵۰۰۰۰ انار و ۱,۱۰۰۰۰۰ شهربابک قرار

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۳۹۵۲۴۰، نمابر: ۰۷۶۳۳۷۱۱۰۳۰، پست الکترونیکی: ghadami@hormozgan.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]

دارند. سنگ‌های مورد بررسی دارای ترکیب داسیت مربوط به گدازه‌های میوپلیوسن هستند. کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن هستند. در این پژوهش، شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی، تا حدی خاستگاه ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های آتشفشانی و شرایط فیزیکوشیمیایی، دما و فشار تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن موجود در منطقه بررسی شده است. در بررسی‌های کانی‌شناسی، یکی از راه‌های مهم و اساسی تعیین ترکیب شیمیایی کانی‌ها، استفاده از نتایج تجزیه‌های ریزپردازشی است. در این پژوهش با این روش، ترکیب کانی‌ها در سنگ‌های مختلف مجموعه تعیین شد تا برپایه نتایج بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناسی و داده‌های تجزیه ریزپردازشی به ارتباط بین بخش‌های مختلف توده و شرایط دما و فشار تشکیل آنها مشخص گردد.

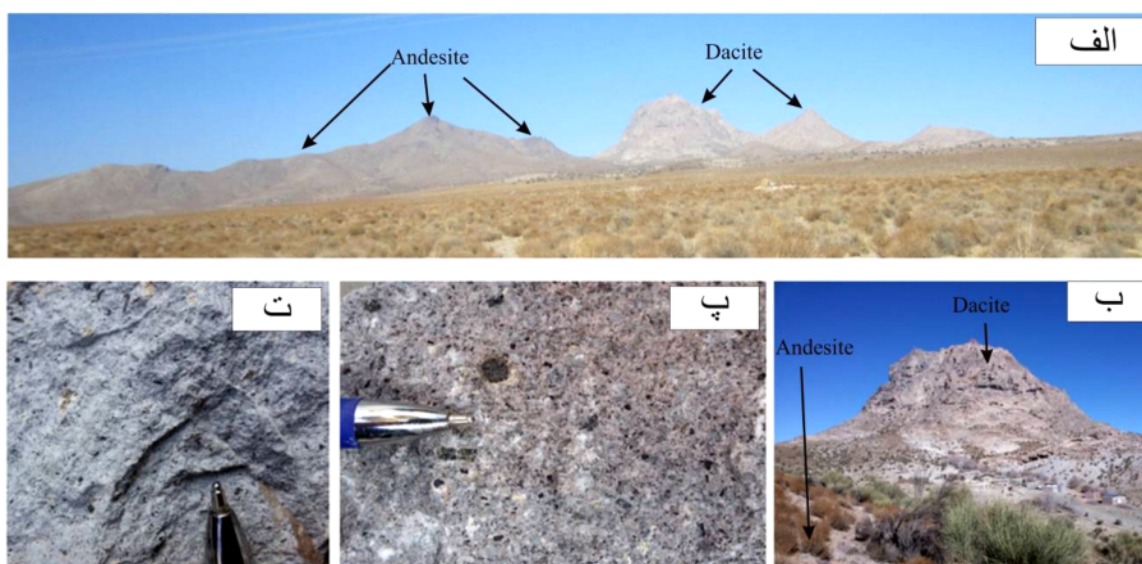
جایگاه زمین شناسی و روابط صحرایی

آتشفشان‌های ائوسن در ایران مرکزی، به ویژه در کمان ماگمایی ارومیه - دختر بیشترین گسترش را دارند. فوران‌های اولیه‌ی ائوسن ایران مرکزی از نوع کلسیمی - قلیایی و زیردریایی بوده و سپس انواع سنگ‌های آتش‌فشانی که به طور متناوب کلسیمی - قلیایی بوده‌اند، با حجم‌های مختلف و بدون نظم و ترتیب خارج شده‌اند. در ائوسن پسین، ترکیب گدازه‌ها به طرف قلیایی (سدیمی یا پتاسیمی) و به شدت قلیایی گرایش پیدا کرده‌اند [۳،۲]. در زمان پالئوژن، تکاپوهای آتش‌فشانی از نوع فوران شکافی و یا به صورت دایک‌های تغذیه کننده بوده‌اند [۴]. منطقه مورد بررسی در نوار ماگمایی دهج – ساردوئیه در استان کرمان، شمال و شمال شرق شهرستان شهربابک واقع است این منطقه در گستره‌ای با مشخصات ΄۵ °۵۵ تا ΄۳۰°۵۵ طول شرقی و ΄۱۱°۳۰ تا ΄۱۸°۳۰ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی، این منطقه در بخش جنوب شرق کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، که در استان کرمان نوار دهج- ساردوئیه خوانده می‌شود، قرار دارد و در نقشه‌های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ شهربابک در شمال شهربابک [۵] واقع است. واحدهای داسیتی چهار زبانه پاقلعه، میمند، مدوار و میدوک در جنوب و غرب آتشفشان مزاحم بررسی شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۲). زبانه سنگی پاقلعه با وسعتی حدود ۲۰ کیلومتر مربع در طول جغرافیایی ۱۴/ °۳۰ و عرض جغرافیایی ۲۸/ °۵۵ قرار دارد است. این زبانه در جنوب آتشفشان مزاحم به درون سنگ‌های آتش فشانی ائوسن تزریق شده است. در بخش جنوبی زبانه، ارتباط توده با سنگ‌های آتشفشانی به صورت گسله بوده و از سمت شرق نیز با رسوب‌های جوان کواترنری برآمده از فرسایش خود توده پوشیده شده است که قطعه‌هایی از سنگ‌های پیرامون به صورت برونبوم در توده دیده می‌شوند. زبانه میمند (با طول جغرافیایی تقریبی ۱۵/ °۳۰ و عرض جغرافیایی ۲۳/ °۵۵) با وسعتی حدود ۱۰ کیلومتر مربع، در بخش جنوبی آتشفشان مزاحم واقع است. پیرامون آن با رسوب‌های برآمده از آتشفشان‌ها، ماسه سنگ و کنگلومرای آتشفشانی پوشیده شده است. زبانه مدوار (با طول جغرافیایی تقریبی ۱۵/ °۳۰ و عرض جغرافیایی ۷/ °۵۵) با وسعتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع، در غرب آتشفشان مزاحم قرار دارد. زبانه میدوک (با طول جغرافیایی حدودی ۱۵/ °۳۰ و عرض جغرافیایی ۷/ °۵۵) در غرب آتشفشان مزاحم واقع است. داسیت‌های منطقه در صحرا به شکل زبانه و به رنگ‌های کرمی تا خاکستری روشن دیده می‌شوند (شکل‌های ۲ الف، ب). مرز اغلب داسیت‌ها با سنگ‌های پیرامون مشخص و با دگرگونی بسیار ضعیف دیده می‌شود، ولی گاهی در بعضی مناطق مرزهای تماس پوشیده شده‌اند. از نظر ویژگی‌های سنگ-شناسی، بیشتر داسیت‌ها دارای بافت پورفیری هستند که بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن در آن‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۲ پ،ث).

روش پژوهش

در این پژوهش، نخست طی بررسی‌های صحرایی، حدود ۱۰۰ نمونه از زبانه‌های مورد بررسی به صورت آزاد برداشت شد. سپس مقاطع نازک تهیه گردید و ویژگی‌های کانی شناسی و بافتی آن‌ها بررسی شد. با همکاری دکتر کریمی از شرکت ایمیدرو، دوباره مقاطع نازک میکروسکپی بررسی و سپس تجزیه نقطه‌ای به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) روی کانی‌های وابسته به داسیت‌ها انجام شد. ریزپردازش با یک ابرپردازشگر خودکار مدل JXA-8600 با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ کیلوولت و جریان ۱۰ نانوآمپر در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران صورت گرفت. قطر پرتو الکترونی استفاده شده در این بررسی‌ها ۵ میکرون بوده است. برای نام گذاری دقیق کانی‌ها از برنامه Minpet استفاده شد و درستی کارهای میکروسکوپی در شناسایی کانی‌ها تأیید گردید. در پایان، دما براساس روش مرجع [۶] و فشار براساس روش مرجع [۷] اندازه گیری شدند.

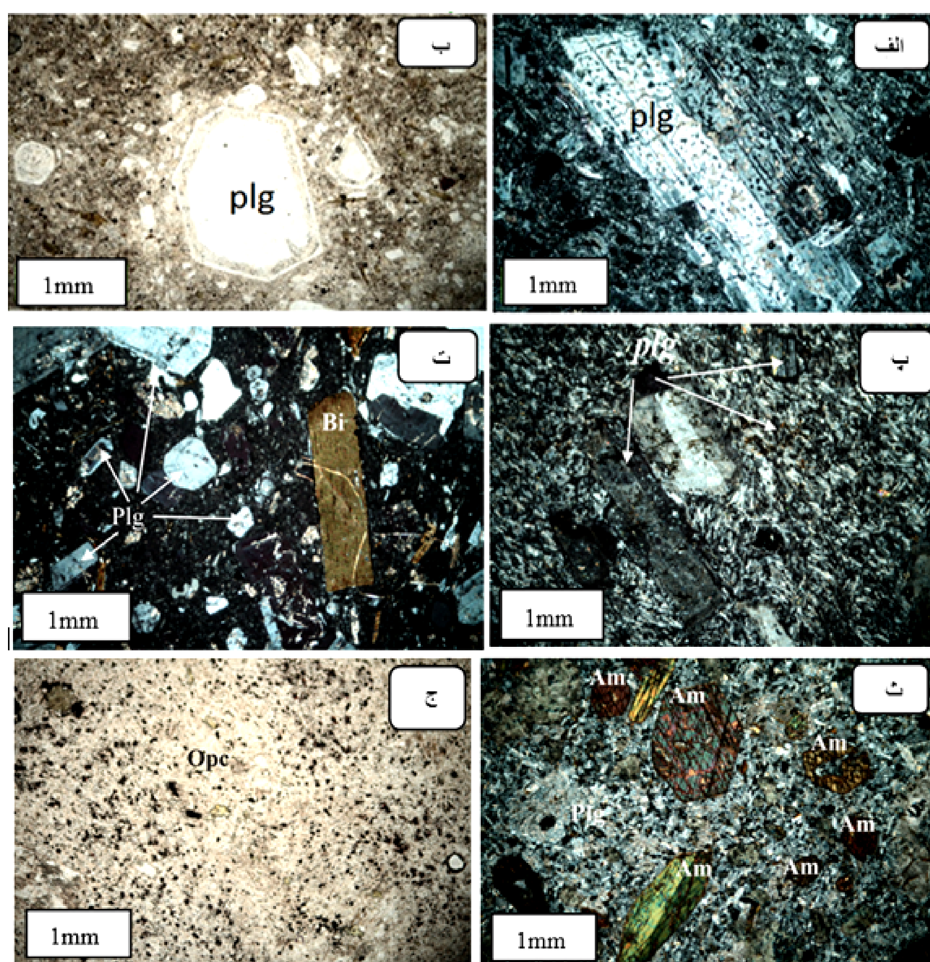
شکل۱ الف: جایگاه زمین‌شناسی مناطق درنوار دهج- ساردوئیه ب و پ: نقشه زمین شناسی منطقه برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شهربابک[۵].



شکل ۲ تصویر صحرایی از زبانه داسیت‌های منطقه، الف و ب) زبانه پا قلعه، پ و ت) نمونه‌های دستی داسیت‌ها.

سنگ‌شناسی و ویژگی‌های میکروسکوپی

سنگ‌های مورد بررسی دارای ترکیب داسیت و تراکی داسیت هستند و بافت‌های اصلی پورفیری و خال خال دیده می‌شوند. داسیت‌ها از نظر کانی‌شناسی با مجموعه پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن مشخص می‌شوند که درشت بلورهای کوارتز بیشتر خلیجی شکل هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بیوتیت و آمفیبول و گاهی با پیروکسن همراه هستند. آپاتیت، ایلمنیت و مگنتیت به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند که با تجزیه نقطه‌ای قابل تشخیص هستند. کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، کلریت و کلسیت هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در مقاطع میکروسکوپی اغلب به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه ۲ میلی متر تا یک سانتی متر دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز حدود ۷۰ درصد بلورهای سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد و از اصلی‌ترین کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های داسیتی است. این کانی دارای بافت انحلالی (غربالی) در درشت بلورها (شکل ۳ الف) است. با توجه به بررسی‌های صحرایی و میکروسکپی منطقه به نظر می‌رسد که تغییر ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازها در اثر تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار باشد. تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار مقدار آب در ماگمای سازنده این سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های آبدار اولیه چون بیوتیت و هورنبلند بالاست. از این رو، به نظر می‌رسد که تغییرات فشار بخار آب همگام با کاهش فشار سنگ ایستایی در تشکیل بافت‌های حل شونده و در پی آن نوسان‌های ترکیبی پلاژیوکلازها نقش داشته‌اند. بلورهای درشت نسبت به بلورهای ریز منطقه‌بندی بیشتری را نشان می‌دهند.



شکل ۳ تصویرهای میکروسکوپی در نور قطبیده متقاطع، XPL (الف-ث) و نور قطبیده صفحه‌ای، ppl (ج). الف)- بافت انحلالی (غربالی) در درشت بلورهای پلاژیوکلاز ب) شکل گیری پوشش‌های غبارآلود پیرامون پلاژیوکلاز، پ) بافت جریانی ت) کانی بیوتیت و پلاژیوکلاز ث) کانی آمفیبول بدون ماکل و با ماکل دوتایی به همراه بلورهای ریز کانی پلاژیوکلاز ج) پراکندگی کانی‌های کدر در سنگ‌های داسیتی منطقه (Plg: پلاژیوکلاز؛ Bi: بیوتیت؛ Am: آمفیبول و Opc: کانی کدر).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]

تاتسومی [۸] نشان داده است که در یک سامانه تکدما، اغلب با افزایش فشار بخار آب منحنی انجماد پایین می‌آید و درصورتی که سرعت سردشدن آهسته باشد، ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز به سمت قطب غنی از آنورتیت می‌گراید. نتیجه این امر حل شدن پلاژیوکلاز و در پی آن رشد پلاژیوکلاز کلسیم دار و ایجاد پوشش‌های غبارآلود در اثر تغییر ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهاست (شکل ۳ ب). بافت جریانی نیز در این سنگ‌ها وجود دارد (شکل ۳ پ). مقدار اکسید سیلیسیم در نمونه‌های تجزیه شده این کانی‌ها از ۵۱ تا ۶۴ درصد وزنی تغییر می‌کند که ارتباط آن با اکسید آلومینیوم معکوس است. این کانی‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند که بیانگر تشکیل آن‌ها در شرایط نامتعادل و اغلب ناشی از تغییرات فشار [۱۰،۹] به دلیل حضور کانی‌های آبدار اولیه است. ریزسنگ‌های موجود در خمیره داسیت‌ها نسبت به درشت بلورهای این کانی در همان سنگ از آنورتیت غنی‌تر هستند. فلدسپارهای قلیایی به صورت درشت بلور و ریز بلورهای زمینه دیده می‌شوند. ترکیب آن‌ها از آنورتوکلاز (An:۱٫۴۳-۴٫۷۱) تا سانیدین (Or:۴۶٫۹-۶۳٫۶۳) تغییر می‌کند. کانی بیوتیت با اندازه کوچکتر از ۱ میلی‌متر، کمتر از ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. حالت کشیده و با یک جهت رخ موازی در بعضی مقاطع دیده می‌شود (شکل ۳ ت). آنها رنگ تداخلی سری دوم را دارند و چند رنگی ضعیفی از زرد کم‌رنگ تا سبز مایل به قهوه‌ای را نشان می-دهند. از مهمترین ویژگی‌های آنها می‌توان به خاموشی موجی، دگرسانی جزئی به کلریت و انباشت کانی‌های تیره پیرامون رخ-ها اشاره کرد. گاهی آنها در سنگ‌ها دارای لبه سوخته هستند و کدر شده‌اند که بیانگر کاهش ناگهانی فشار ماگما طی صعود است. این کانی به صورت درشت‌بلورهای اولیه و گاهی به صورت بلورهای ریز در خمیره سنگ دیده شده است. کوارتز در نمونه‌ها به صورت ریزبلور در زمینه قرار دارد و در برخی نمونه-ها به صورت درشت بلور با لبه‌های خورده‌شده، خلیجی و گردشده دیده می‌شود. حالت خلیجی ناشی از رشد غیرتعادلی و انحلال ناشی از کاهش فشار و افزایش مواد فرار طی صعود ماگما به سطح زمین است [۱۱]. علت ایجاد حالت‌های خلیجی در درشت بلورهای کوارتز تغییر حالت همگدازی کوارتز-فلدسپات قلیایی در ارتباط با تغییر فشار به ویژه فشار بخار آب است که در این حالت فشار بخار آب سبب پایین آمدن منحنی همگدازی و تشکیل نقطه اوتکتیک و در نتیجه ناپایداری و انحلال کوارتز می‌شود [۱۲]. آمفیبول که در برخی نمونه‌ها دیده می‌شود و مقدار آن کمتر از ۲ درصد است. دارای خاموشی متقارن و رنگ تداخلی زرد تا نارنجی سری دوم است. این کانی همچنین دارای رخ‌های لوزی‌شکل در مقاطع عرضی است. چند رنگی این کانی‌ها شدید در گستره سبزکم‌رنگ تا سبز پررنگ متغیر است. کانی‌های بیوتیت و آمفیبول اغلب به صورت درشت بلور حضور دارند و به مقدار کم در زمینه دیده می‌شوند. آنها بیشتر به کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند (شکل ۳ ث). پیروکسن‌ها به صورت منشورهای پایه کوتاه، ستونی کشیده و در مقاطع عرضی به صورت قالب‌های هشت وجهی دیده می‌شوند و متوسط اندازه‌ی آن‌ها ۰٫۰۵ تا ۰٫۵ میلی‌متر است. این کانی در نور معمولی بیرنگ و گاهی کمی مایل به سبز با چندرنگی ضعیف است. پیروکسن‌ها دارای گردشدگی هستند که می‌توان آن را مربوط به هضم‌شدن در ماگما دانست. کانی‌های کدر (شکل ۳ ج) در بعضی سنگ‌ها به صورت نقطه‌ای و با پراکندگی یکسانی وجود دارند و همچنین به صورت دربرداری‌هایی در پلاژیوکلازها یافت می‌شوند. این کانی‌ها اغلب از جنس مگنتیت و ایلمنیت هستند. کلریت‌های موجود در سنگ‌های منطقه ناشی از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن‌ها، آمفیبول و بیوتیت هستند. در برخی از نمونه‌ها، آمفیبول و بیوتیت به طور کامل به کلریت تبدیل شده‌اند.

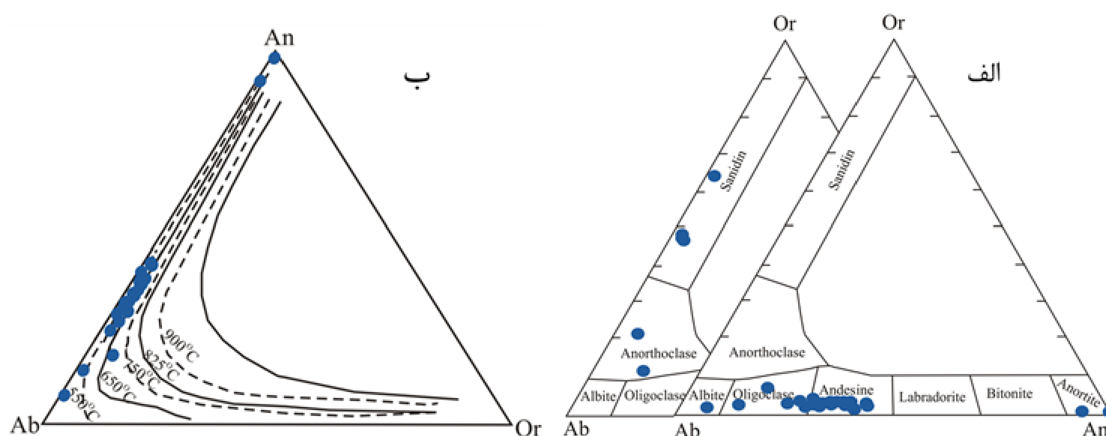
شیمی کانی‌ها

از تجزیه نقطه‌ای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول (جدول‌های ۱ تا ۳) به منظور نامگذاری، شناسایی ترکیب شیمیایی، تعیین دما و فشار تبلور تعادلی مجموعه کانیایی در سنگ‌های منطقه استفاده شد.

پلاژیوکلازها: نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازها و فلدسپارهای سنگ‌ها در جدول ۱ آورده شده است. برای نامگذاری آن‌ها از نمودار Ab-An-Or استفاده شد که بر این اساس، پلاژیوکلازهای تجزیه شده در گستره آلبیت تا آندزین و فلدسپارهای قلیایی در گستره آنورتوکلاز و سانیدین قرار دارند (شکل ۴ الف).

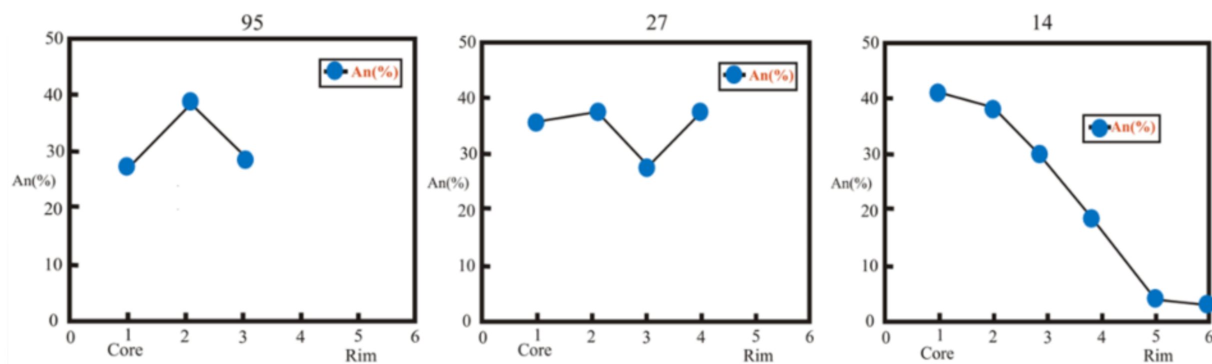
جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌ها (فرمول ساختاری برپایه ۸ اکسیژن به دست آمده است.)

	14-11	14-6	14-33	14-13	14-27	95-54	95-57	95-61	27-11	27-25	27-27	100-22
SiO_2	۵۹٫۴۲	۶۴٫۰۸	۶۳٫۸۳	۶۴٫۰۶	۵۸٫۸۱	۵۸٫۸۴	۶۰٫۵۱	۵۹٫۱۳	۵۸٫۱۷	۶۰٫۷۹	۶۰٫۱۷	۶۲
Al_2O_3	۲۲٫۷۲	۱۸٫۵۶	۱۹٫۴۲	۲۱٫۲۶	۲۵٫۴۹	۲۵٫۲۲	۲۳٫۵	۲۴٫۸۸	۲۶٫۷۵	۲۵٫۵۹	۲۵٫۲	۲۲٫۲۱
FeO	۰٫۲۴	۰٫۳۸	۰٫۵	۰٫۴۷	۰٫۴۱	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲	۰٫۱۶	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۸۹
CaO	۵٫۵۹	۰٫۴۵	۰٫۷۵	۱	۶٫۵۸	۶٫۹۷	۵٫۵۳	۶٫۶۹	۸٫۵۱	۷٫۱	۶٫۹۷	۲٫۵۷
MgO	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۹	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰٫۳۴
Na_2O	۹٫۸۴	۶٫۰۲	۵٫۸۸	۸٫۷۸	۸٫۲	۷٫۰۰	۸٫۴۲	۷٫۵۸	۶٫۷۹	۷٫۰۹	۶٫۴۳	۹٫۱۵
K_2O	۰٫۶۱	۸٫۷۵	۸٫۴۵	۳٫۶۳	۰٫۴۷	۰٫۵۱	۰٫۷۱	۰٫۵۲	۰٫۳۹	۰٫۵۶	۰٫۶	۰٫۴۱
V_2O_3	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۸۴
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۶
MnO	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰
P_2O_5	۰	۰	۰	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰٫۱
NiO	۰	۰	۰	۰٫۰۹	۰٫۱۶	۰	۰٫۳۲	۰	۰	۰	۰٫۳۴	۰٫۴۸
TiO_2	۰	۰٫۲۳	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۲۳
SO_2	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۳	۰٫۱
مجموع	۹۸٫۴۴	۹۸٫۵۱	۹۹	۹۹٫۴۴	۱۰۰٫۲۳	۹۹٫۷۷	۹۹٫۲۹	۹۹٫۰۶	۱۰۰٫۸۲	۱۰۰٫۴۸	۱۰۰٫۰۳	۹۹٫۵۷
Si	۱۰٫۸۵۸	۱۱٫۸۱۷	۱۱٫۷۱۳	۱۱٫۵۱۳	۱۰٫۵۵۱	۱۰٫۵۷۸	۱۰٫۹۲۱	۱۰٫۶۷۳	۱۰٫۳۵۶	۱۰٫۷۹۷	۱۰٫۷۴۴	۱۱٫۲۵۸
Ti	۰	۰٫۰۳۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۳۱
Al	۴٫۸۹۳	۴٫۰۳۳	۴٫۲	۴٫۵۰۳	۵٫۳۸۹	۵٫۳۴۳	۴٫۹۹۸	۵٫۲۹۲	۵٫۶۱۳	۵٫۱۴۷	۵٫۳۰۳	۴٫۷۵۳
Fe^{2+}	۰٫۰۳۷	۰٫۰۵۹	۰٫۰۷۷	۰٫۰۷۱	۰٫۰۶۲	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳۶	۰٫۰۳	۰٫۰۲۴	۰٫۰۴۹	۰٫۰۳۶	۰٫۱۳۵
Ca	۱٫۰۹۴	۰٫۰۸۹	۰٫۱۴۷	۰٫۱۹۳	۱٫۲۶۵	۱٫۳۴۲	۱٫۰۶۹	۱٫۲۹۴	۱٫۶۲۳	۱٫۳۵۱	۱٫۳۳۳	۰٫۵
Na	۳٫۴۸۶	۲٫۱۵۲	۲٫۰۹۲	۳٫۰۵۹	۲٫۸۵۲	۷۸۵	۲٫۹۴۶	۲٫۶۵۲	۲٫۳۴۴	۲٫۴۴۱	۲٫۲۲۶	۳٫۲۲۱
K	۰٫۱۴۲	۲٫۰۵۸	۱٫۹۷۸	۰٫۸۳۲	۰٫۱۰۸	۰٫۱۱۷	۰٫۱۶۳	۰٫۱۲	۰٫۰۸۹	۰٫۱۲۷	۰٫۱۳۷	۰٫۰۹۵
An	۲۳٫۸۲	۲٫۰۷	۳٫۵	۴٫۷۱	۲۹٫۹۴	۳۱٫۶۳	۲۵٫۵۹	۳۱٫۸۲	۴۰٫۰۳	۳۴٫۴۷	۳۶٫۰۸	۱۳٫۱
Ab	۷۳٫۰۹	۵۰٫۰۶	۴۹٫۶	۷۴٫۹۱	۶۷٫۵۲	۶۵٫۶۱	۷۰٫۵	۶۵٫۲۴	۵۷٫۷۹	۶۲٫۲۹	۶۰٫۲۳	۸۴٫۴۱
Or	۳٫۰۹	۴۷٫۸۷	۴۶٫۹	۲۰٫۳۸	۲٫۵۵	۲٫۷۶	۳٫۹۱	۲٫۹۴	۲٫۱۸	۳٫۲۴	۳٫۷	۲٫۴۹

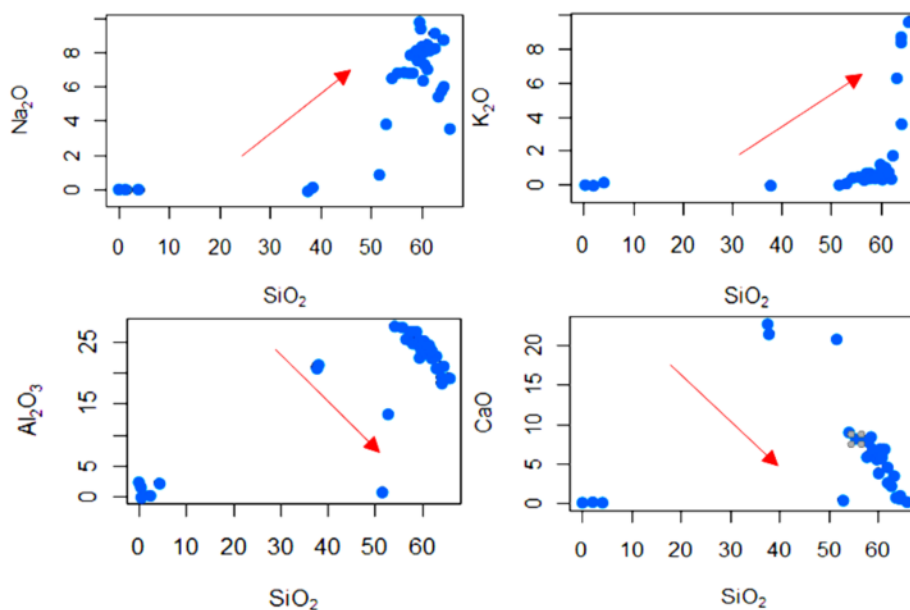


شکل ۴ الف) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز درنمودار Ab-An-Or ب) تعیین دمای تعادلی آنها در نمودار Ab-An-Or برای فشار ۱ کیلوبار [۱۳].

بر اساس نمودار Ab-An-Or (شکل ۴ ب)، دما حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد به دست آمد که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی به نظر می‌رسد که این دما کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه باشد. به احتمالا بسیار پایین بودن دمای به دست آمده، ناشی از دگرگونی‌ها زیر نقطه انجماد ترکیب پلاژیوکلازها تبلور است [۱۳]. تغییرات مقادیر آنورتیت از مرکز تا لبه این بلورها در شکل۵ نشان داده شده است؛ از مرکز به سمت لبه اغلب مقدار آنورتیت کاهش می‌یابد که نشاندهنده جدایش در ماگماست. مقدار اکسید عناصر اصلی نسبت به SiO_2 بررسی شده‌اند که Na_2O,K_2O روند افزایشی و CaO,Al_2O_3 روند کاهشی را نشان می‌دهند که بیانگر تفریق ماگمایی هستند (شکل۶).



شکل ۵ تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازهای موجود در نمونه‌ها.



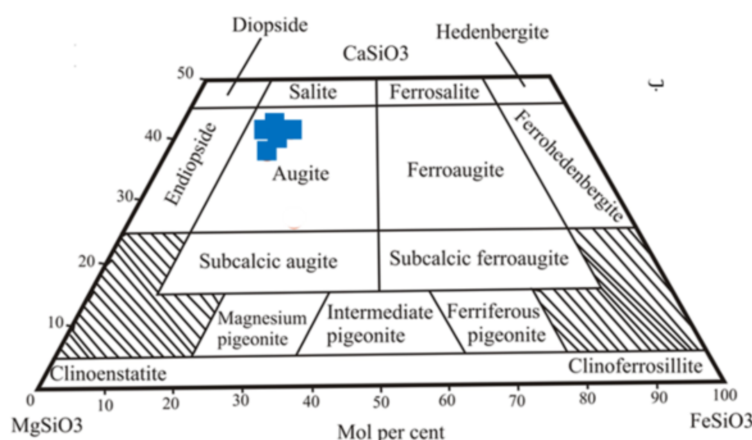
شکل ۶ تغییرات اکسید عناصر اصلی نسبت به SiO_2.

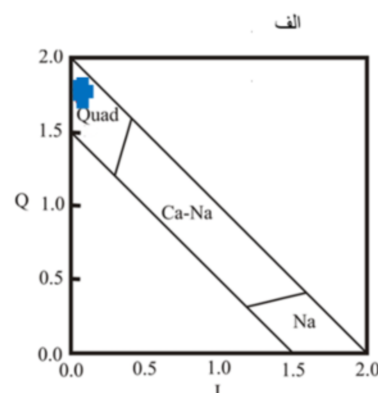
پیروکسن‌ها: نتایج تجزیه نقطه‌ای پیروکسن در جدول ۲ آورده شده است. کلینوپیروکسن‌های موجود در نمودار Q-J ($Q= Ca+Mg+Fe^{2+}$, $J=2Na$) در قلمرو پیروکسن‌های کلسیم- آهن- منیزیم قرار دارند [۱۴] (شکل ۷ الف). مجموع کاتیون‌های $Ca+Mg+Fe^{2+}$ در آن‌ها نزدیک به ۲ است. با توجه به قرارگرفتن نمونه‌ها در گستره Quad، می‌توان برای تعیین ترکیب شیمیایی (نامگذاری) پیروکسن از نمودار ولاستونیت – انستاتیت – فروسیلیت استفاده کرد [۱۴]. براساس این رده‌بندی (شکل ۷ ب)، همه پیروکسن‌ها در گروه اوژیت قرار دارند. عدد منیزیمی در پیروکسن‌ها از ۰٫۷۹ تا ۰٫۸۹ در تغییر است.

تعیین سری ماگمایی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن: برخی پژوهشگران [۱۴-۱۷] بر وابستگی ترکیب شیمیایی پیروکسن-ها بر ترکیب ماگمای میزبان تأیید کرده‌اند، این امر باعث اهمیت کلینوپیروکسن در تعیین سری ماگمایی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ میزبان است. از آنجا که کلینوپیروکسن نسبت به دگرسانی کمابیش مقاوم است، ترکیب شیمیایی آن برای تعیین سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما به کار می‌رود [۱۵]. جایابی نمونه‌ها در نمودار AL_2O_3 نسبت به SiO_2 [۷]، نشان می‌دهد که همه نمونه‌های موجود در قلمرو نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۸ الف). همچنین بر اساس مقادیر AL_2O_3 نسبت به TiO_2 نمودار دیگری برای تفکیک سری‌های ماگمایی قلیایی، تولئیتی و آهکی قلیایی ارائه شده است [۷] که با استفاده از آن و ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن نمونه‌ها در گستره سری آهکی قلیایی قرار دارند (شکل ۸ ب).

جدول ۲ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از پیروکسن‌ها (Px) و آمفیبول‌ها (Am) موجود در نمونه‌ها (فرمول ساختاری پیروکسن برپایه ۸ اکسیژن و آمفیبول بر پایه ۲۳ به دست آمده است.)

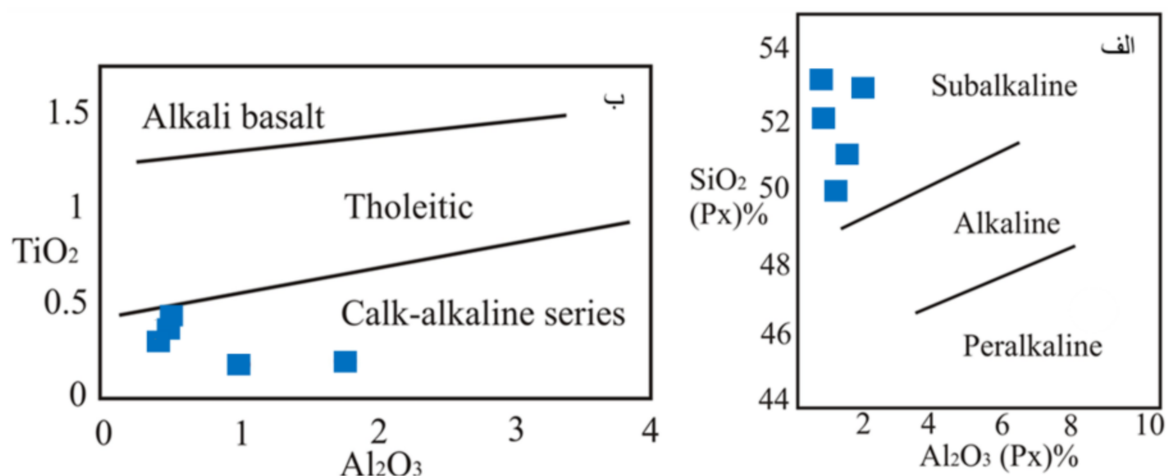
	14-7 Am	14-8 Am	14-9 Am	14-10 Am	14-14 Am	14-28 Am	14-29 Am	14-21 Px	14-22 Px	14-24 Px	14-25 Px	14-30 Px
SiO_2	۳۲٫۳۷	۳۹٫۹۵	۳۸٫۲۴	۳۸٫۷۹	۳۹٫۲	۴۲٫۱	۴۰٫۹۲	۵۲٫۰۷	۵۲٫۸۴	۵۲٫۷۹	۵۰٫۸۸	۴۹٫۶۸
TiO_2	۲٫۵۳	۲٫۴۱	۲٫۵۱	۲٫۷۷	۲٫۲۴	۲٫۷	۲٫۶۶	۰٫۴۲	۰٫۴۷	۰٫۲۹	۰٫۳	۰٫۳۷
Al_2O_3	۹٫۲۵	۱۱٫۲۹	۹٫۵۶	۱۱٫۳۵	۱۱٫۴۷	۱۱٫۳۷	۱۰٫۴۸	۰٫۹۱	۰٫۹۴	۱٫۹۷	۱٫۳۱	۰٫۸۷
Cr_2O_3	۰	۰	۰٫۰۵	۰	۰	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰	۰	۰	۰	۰
Fe_2O_3	۲۰٫۲۰۳	۶٫۴۳۳	۰	۶٫۰۴۴	۶٫۳۵۲	۳٫۶۳۴	۲٫۳۱۹	۴٫۱۶۲	۱٫۳۵۲	۰	۷٫۳۶	۴٫۴۴۳
FeO	۰	۶٫۳۵۱	۱۲٫۱۶	۷٫۱۷۲	۶٫۷۳۴	۷٫۹	۹٫۶۵۴	۳٫۲۶۵	۶٫۶۹۳	۶٫۹۳	۰	۳٫۲۷۲
MnO	۰٫۴۷	۰٫۱۸	۰٫۱۳	۰٫۲	۰٫۱۸	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۱٫۵۱	۱٫۴۱	۱٫۴۷	۱٫۱۷	۱٫۳۹
MgO	۱۳٫۸۴	۱۴٫۳۸	۱۰٫۹۷	۱۳٫۴۵	۱۳٫۶۱	۱۴٫۷۱	۱۳٫۳۷	۱۴٫۹۴	۱۴٫۰۸	۱۵٫۳۵	۱۵٫۸	۱۴٫۶۳
CaO	۹٫۷۱	۱۱٫۳۹	۱۰٫۶۸	۱۰٫۹۸	۱۰٫۸۹	۱۱٫۳	۱۱٫۱۵	۲۱٫۰۵	۲۰٫۰۸	۱۷٫۹۱	۲۰٫۸۹	۲۰٫۲۷
Na_2O	۲٫۷۴	۳٫۳۷	۲٫۵	۳٫۴۹	۳٫۵۳	۳٫۷۸	۳٫۲۷	۰٫۸۹	۰٫۸۸	۰٫۸۲	۱٫۰۲	۰٫۶۱
K_2O	۰٫۷	۰٫۷۴	۰٫۷۱	۰٫۶۵	۰٫۷۲	۰٫۷	۰٫۶۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۰۶
V_2O_3	۰٫۲۶	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۲
P_2O_5	۰	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۶
NiO	۰	۰٫۴۶	۰	۰	۰	۰٫۵۲	۰	۰٫۲۲	۰٫۰۷	۰	۰٫۰۶	۰
SO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰
مجموع	۹۲٫۰۷۳	۹۷٫۲۷۴	۸۷٫۸۵	۹۵٫۱۵۶	۹۵٫۲۱۶	۹۹٫۱۹۴	۹۵٫۰۳۳	۹۹٫۵۰۷	۹۸٫۹۳۵	۹۷٫۸۸	۹۸٫۹۵	۹۵٫۶۷۵
Si	۵٫۱۶۹	۵٫۹۸۳	۶٫۳۶۶	۵٫۹۳۲	۵٫۹۷۷	۶٫۱۵۱	۶٫۲۴۵	۱٫۹۶۲	۱٫۹۸۶	۱٫۹۸۶	۱٫۹۳۳	۱٫۹۵
Ti	۰٫۳۰۴	۰٫۲۷۱	۰٫۳۱۴	۰٫۳۱۹	۰٫۲۵۷	۰٫۲۹۷	۰٫۳۰۵	۰٫۰۱۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۱
Al^{IV}	۱٫۷۴۱	۱٫۹۹۳	۱٫۶۳۴	۲٫۰۴۵	۲٫۰۲۳	۱٫۸۴۹	۱٫۷۵۵	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۵۹	۰٫۰۴
Al^{VI}	۰	۰	۰٫۲۴۱	۰	۰٫۰۳۹	۰٫۱۰۹	۰٫۱۲۹	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۸	۰٫۰۷۳	۰	۰
Cr	۰	۰	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰	۰	۰	۰	۰
Fe^{3+}	۲٫۴۲۸	۰٫۷۲۵	۰	۰٫۶۹۵	۰٫۷۲۹	۰٫۳۹۹	۰٫۲۶۶	۰٫۱۱۷	۰٫۰۳۸	۰	۰٫۲۰۷	۰٫۱۳
Fe^{2+}	۰	۰٫۷۹۵	۱٫۶۹۳	۰٫۹۱۷	۰٫۸۵۹	۰٫۹۶۵	۱٫۲۳۲	۰٫۱۰۲	۰٫۲۱۱	۰٫۲۱۸	۰	۰٫۱۰۶
Mn	۰٫۰۶۴	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۸	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۳	۰٫۰۱۷	۰٫۰۱۸	۰٫۰۴۸	۰٫۰۴۵	۰٫۰۴۷	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۶
Mg	۳٫۲۹۵	۳٫۲۱	۲٫۷۲۲	۳٫۰۶۶	۳٫۰۹۴	۳٫۲۰۴	۳٫۰۴۲	۰٫۸۳۹	۰٫۷۹۴	۰٫۸۶۱	۰٫۸۹۵	۰٫۸۵۶
Ca	۱٫۶۶۱	۱٫۸۲۷	۱٫۹۰۵	۱٫۷۹۹	۱٫۷۷۹	۱٫۷۶۹	۱٫۸۲۳	۰٫۸۵	۰٫۸۱۴	۰٫۷۲۲	۰٫۸۵	۰٫۸۵۲
Na	۰٫۸۴۸	۰٫۹۷۸	۰٫۸۰۷	۱٫۰۳۵	۱٫۰۴۴	۱٫۰۷۱	۰٫۹۶۷	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶۵	۰٫۰۶	۰٫۰۷۵	۰٫۰۴۶
K	۰٫۱۴۳	۰٫۱۴۱	۰٫۱۵۱	۰٫۱۲۷	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۱۲۸	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳
مجموع	۱۵٫۶۵۳	۱۵٫۹۴۶	۱۵٫۸۵۸	۱۵٫۹۶۱	۱۵٫۹۶۴	۱۵٫۹۶۹	۱۵٫۹۱۷	۴٫۰۳۷	۴٫۰۱	۳٫۹۹۷	۴٫۰۷۳	۴٫۰۴





شکل ۷ الف) نمایش ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در نمودار Q-J ب) جایگاه پیروکسن‌ها در نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۱۴].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]



شکل ۸ تعیین نوع سری ماگمایی با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن [۷] براساس الف) نمودار AL_2O_3 نسبت به SiO_2 و ب) نمودار AL_2O_3 نسبت به TiO_2.

تعیین جایگاه زمین ساختی سنگ‌ها: ترکیب کلینوپیروکسن وابسته به شیمی گدازه‌ای میزبان آن‌هاست. این ویژگی سبب می‌شود که بتوان از ترکیب شیمیایی این کانی به ویژه انواع درشت بلور آن، برای تعیین نوع ماگما و جایگاه زمین‌ساختی گدازه میزبان استفاده کرد.

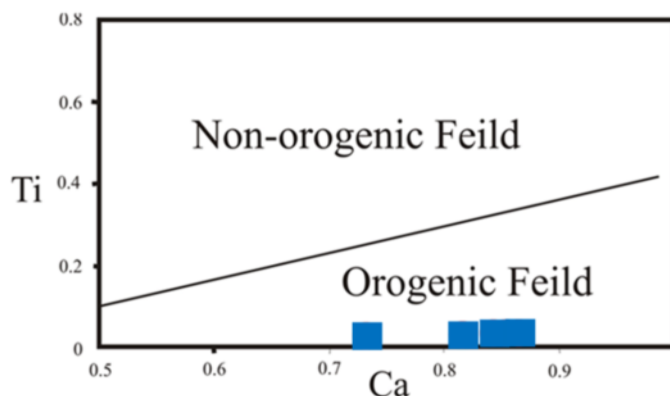
مقدار Al_2O_3 از ۰.۸۷ تا ۱.۹۷ و CaO از ۱۱.۳۳ تا ۲۱.۰۵ درصد وزنی تغییر می‌کند. مقدار Ti و Al کلینوپیروکسن‌ها به فعالیت سیلیس در مذابی که از آن متبلور شده‌اند و به نسبت این عنصرها بستگی دارد و به ترتیب در ماگماهای گوناگون تولئیتی، قلیایی و فوق‌قلیایی افزایش می‌یابد [۱۸،۱۹]. برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی، از نمودار Ca نسبت به Ti [۲۰] استفاده شد. براساس این نمودار، نمونه‌های با مقدار Ti بالا در گستره غیرکوهزایی و مربوط به محیط‌های گسترش قرار دارند، در صورتی که نمونه‌های با مقدار Ca بالا در قسمت مربوط به کوهزایی واقع می‌شوند. بر اساس جایگاه نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار (شکل ۹)، خاستگاه سنگ‌ها محیط‌های کوهزایی است.

گریزندگی اکسیژن در ماگماهای سنگ ها: گریزندگی اکسیژن اثر ویژه‌ای در تغییر دمای ذوب و ترکیب مذاب دارد [۲۱] و عامل مؤثری در کنترل فرآیندهای ماگمایی است [۲۲-۲۴]. برای بررسی مقدار گریزندگی اکسیژن در ماگمای اولیه براساس شیمی کلینوپیروکسن از نمودار مجموع Al^{VI}+2Ti+Cr نسبت به $Na+Al^{IV}$ استفاده می‌شود [۲۵]. بر این اساس، Fe^{+3} در جایگاه هشت‌وجهی جانشین عناصر سه ظرفیتی چون Cr, Ti, Al^{IV} در ترکیب پیروکسن می شود به این ترتیب، فراوانی Fe^{+3} در پیروکسن‌ها به مقدار Al^{IV} بستگی دارد. در نتیجه هر چه آلومینیوم بیشتری وارد جایگاه چاروجهی شود، امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر به جز آلومینیوم، چون Fe^{+3}، به جایگاه هشت وجهی بیشتر می‌شود. بنابراین در نمودار نام برده، اگر نمونه‌ها بالای خط Fe^{+3}=0 قرار گیرند، پیروکسن‌ها در گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و اگر در پایین خط واقع باشند، نشان دهنده‌ی گریزندگی اکسیژن پایین است. افزون بر این، هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر باشد گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل بیشتر بوده است [۲۶]. بر این اساس، از آنجا که پیروکسن‌های مورد بررسی در بالای خط Fe^{+3}=0 قرار می‌گیرند، گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌ها بالاست (شکل ۱۰ الف).

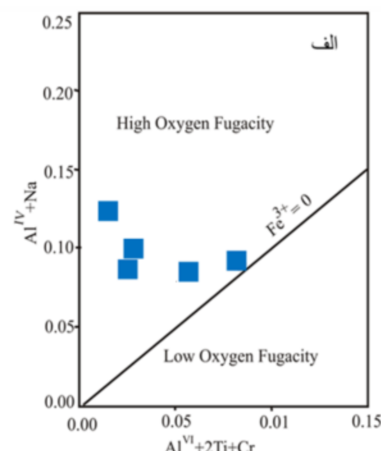
مقدار آب ماگمای سازنده‌ی سنگ‌ها: توزیع آلومینیوم در جایگاه-های چاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن معیار مناسبی برای برآورد فشار محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است [۲۷]. افزون بر فشار، می‌توان از این نمودار برای تعیین مقدار آب ماگما نیز استفاده نمود. چنان که در شکل ۱۰ ب دیده می-شود، مقدار Al^{VI} در همه نمونه‌های مورد بررسی از سنگ‌های منطقه کمتر از ۰/۱ درصد است که نشانگر تبلور این کانی در فشار کمتر از پنج کیلوبار است. مقدار آب موجود در ماگما نیز کمتر از ۱۰٪ است [۲۷]. افزون بر نمودار، وفور کانی‌های آبداری چون آمفیبول و بیوتیت بیان کننده‌ی آبدار بودن ماگما در منطقه است. همچنین بر پایه نمودار توزیع Al (Al^{VI} نسبت

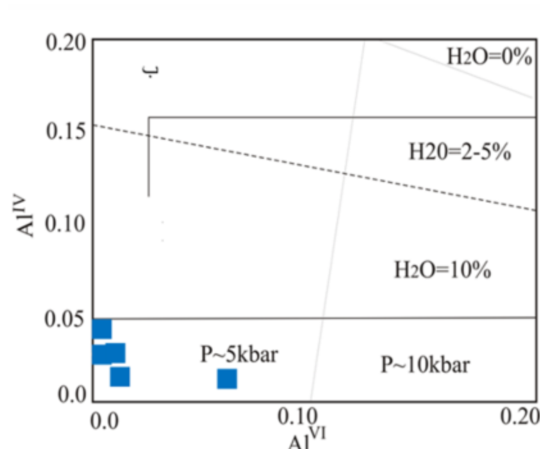
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]

به Al^{IV})، هنگام پیدایش کلینوپیروکسن مقدار آب کمتر از ۱۰ درصد و فشار هنگام تبلور کمتر از پنج کیلوبار بوده که نشان دهنده محیطی کم فشار است. برپایه نمودار مرجع [۲۸]، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره ۹۰۰ تا۱۱۰۰ درجه سانتی گراد است (شکل ۱۱ الف).

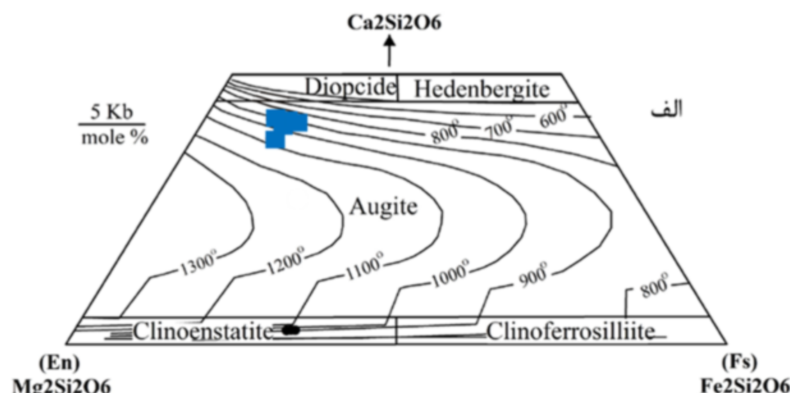


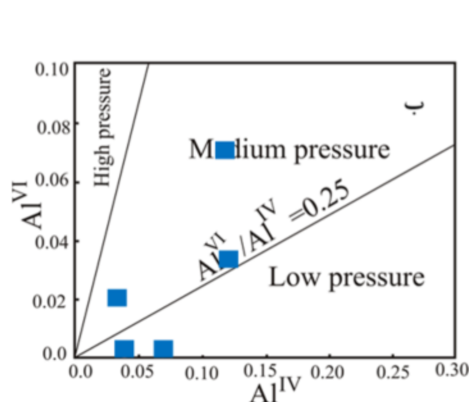
شکل ۹ استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن برای تعیین جایگاه زمین ساختی آن [۲۰].





شکل ۱۰ الف) برآورد گریزندگی اکسیژن ماگما با استفاده از پیروکسن‌ها [۲۵]. ب) توزیع Al در جایگاه‌های چاروجهی و هشت وجهی در کلینوپیروکسن‌ها به تناسب فشار و مقدار آب ماگما [۲۷].



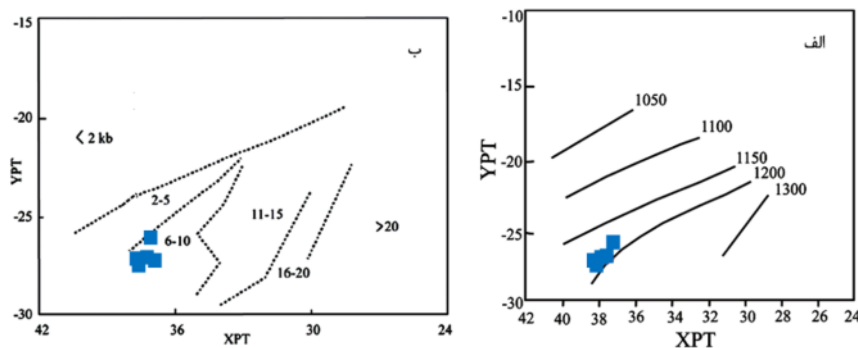


شکل ۱۱ الف) دمای تبلور پیروکسن‌ها بر نمودار ترسیمی [۲۸] برای فشار پنج کیلوبار. ب) برآورد کلی فشار تبلور پیروکسن‌ها [۲۹]. برای بررسی دمای تشکیل پیروکسن‌ها از شاخص‌های XPT و YPT (شکل ۱۲ الف) استفاده شد [۳۱].

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]

زمین دمافشارسنجی با استفاده از شیمی کلینوپیروکسن‌ها: تعیین شرایط ترمودینامیکی انجماد ماگما در سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین امری مهم به شمار می‌رود. با تعیین دما و فشار تبلور کانی‌ها می‌توان عمق مخزن ماگمایی را برآورد نمود. بررسی‌های انجام شده [۲۹] نشان می‌دهد که توزیع آلومینیوم در جایگاه‌های هشت‌وجهی و چاروجهی کلینوپیروکسن‌ها به فشار و مقدار آب موجود در محیط تبلور بستگی دارد. به طوری که هر چه مقدار Al^{VI} موجود در کلینوپیروکسن‌ها بیشتر باشد، این کانی در فشار بالاتری تشکیل شده است. این امر اساس نمودار ارائه شده در مرجع [۳۰] است. این نمودار بر اساس مقدار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} تنظیم شده است و نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی در طیف گسترده‌ای از فشار متوسط تا کم متبلور شده‌اند که به احتمال بسیار بیانگر تبلور آنها طی توقف و همچنین طی صعود است (شکل ۱۱ ب). برتری مهم این روش در دماسنجی این است که اولاً حضور همزمان دو پیروکسن الزامی نیست و دوم، برای انواع پیروکسن‌های Mg-Ca-Feدار و Fe-Mgدار قابل استفاده است. طبق این روش دمای تشکیل پیروکسن‌ها حدود ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی گراد به دست می‌آید. البته این دما، دمای تبلور بلور پیروکسن و متفاوت از دمای تبلور کل سنگ بوده و تبلور پیروکسن در دما و فشار بالا و مقدار کمتری از درصد آب ماگمایی آغاز شده است. سپس، طی تفریق، درصد آب ماگمایی افزایش یافته است. براساس نمودار مرجع [۳۱] و با استفاده از مقادیر XPT و YPT با توجه به شکل ۱۲ب، مقدار فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گستره ۱۰-۶ کیلوبار و نزدیک به ۸-۶ کیلوبار برآورد می‌شود.

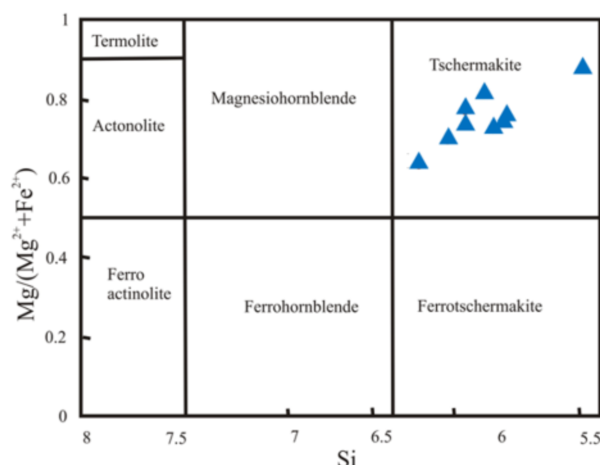
آمفیبول‌ها: نتایج تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌ها در جدول ۲ آورده شده است. از رده‌بندی مرجع [۳۲] برای نامگذاری آن‌ها استفاده شدت. بر اساس این رده‌بندی، همه آمفیبول‌های تجزیه شده در گستره تچرماکیت قرار دارند (شکل ۱۳).



شکل ۱۲ الف) تعیین دمای تبلور پیروکسن‌ها؛ ب) تعیین فشار تبلور پیروکسن‌ها با استفاده از نمودارهای مرجع [۳۱].

$$XpT= 0.446SiO_2+0.187TiO_2-0.404Al_2O_3+0.346FeO(tot)-0.052MnO+0.309MgO+0.431CaO-0.446Na_2O$$

$$YpT= -0.369SiO_2+0.535TiO_2-0.317Al_2O_3+0.323FeO(tot)+0.235MnO-0.516MgO-0.167CaO-0.153Na_2O$$

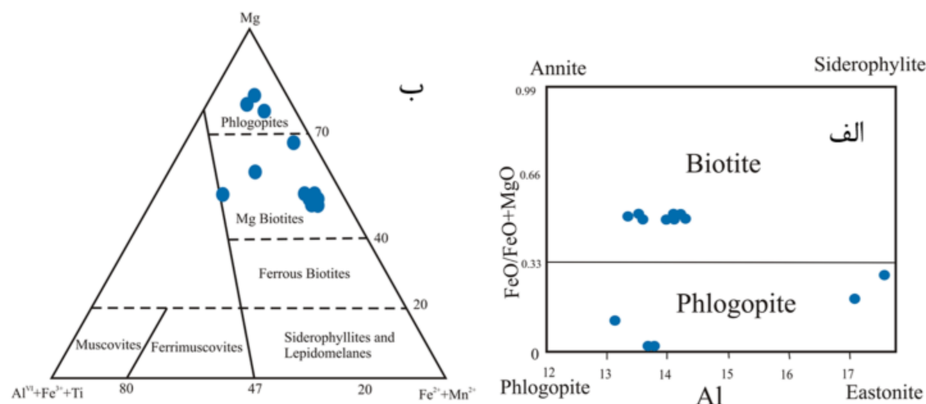


شکل ۱۳ ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های موجود در نمونه‌ها در رده‌بندی مرجع [۳۲].

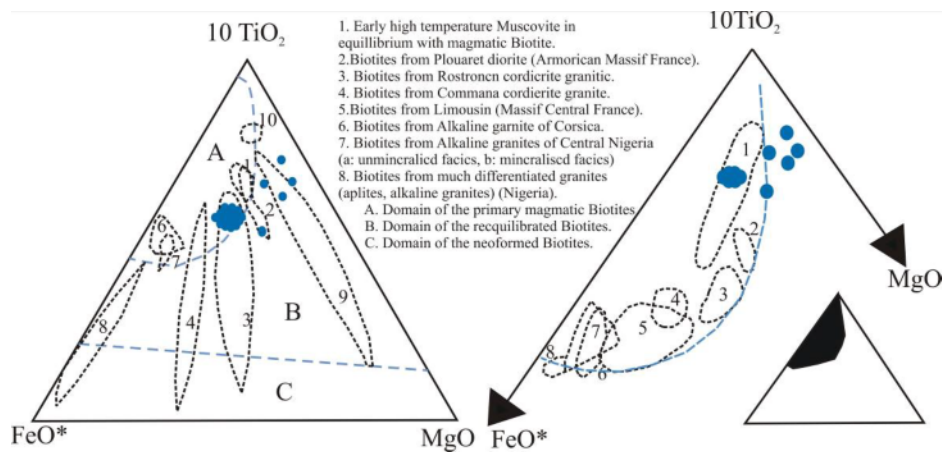
بیوتیت‌ها: نتایج تجزیه نقطه‌ای بیوتیت‌های نمونه‌ها در جدول ۳ آورده شده است. با استفاده از ترکیب شیمیایی بیوتیت می‌توان نوع ماگما را تشخیص داد [۳۳]، ماهیت آن را تعیین کرد [۳۴]، واحدهای سنگی منطقه را رده‌بندی و تحلیل‌های سنگ شناسی ارائه نمود. بر پایه مقادیر کاتیونی Al و Fe/Fe+Mg، میکاها به چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم می‌شوند [۳۵] که در میان اعضای انتهایی این گروه‌ها تبادل کاتیونی Si-Al و Fe-Mg رایج و نسبت Fe/Fe+Mg=0.33 جدا کننده میکاهای بیوتیتی از فلوگوپیتی است. بر پایه رده‌بندی مرجع [۳۵]، میکاهای داسیت‌ها در گستره بیوتیت و در میان قطب آنیت و سیدروفیلیت و نزدیک به قطب آنیت جانمایی شده‌اند (شکل ۱۴ الف). آنها گاهی از نوع فلوگوپیت هستند که مربوط به دگرسانی بیوتیت‌هاست. براساس نمودار رده‌بندی مرجع [۳۶]، بیوتیت‌های مورد بررسی همه از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند (شکل ۱۴ ب). بررسی وضعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه تایی TiO_2-FeO-MgO [۳۷] برای سنگ‌های مورد بررسی نشان می که بیوتیت‌ها، از نوع ماگمایی اولیه و باز متعادل شده هستند (شکل ۱۵). در شکل ۱۶، نمودارهای مرجع [۳۸] برای تعیین سری ماگمایی بر پایه ترکیب بیوتیت نشان داده شده‌اند. بر این اساس و با استفاده از مقادیر سه اکسید Al_2O_3-FeO-MgO، بیوتیت‌ها، در سه گروه رده‌بندی می‌شوند که شامل سنگ‌های قلیایی و غیر کوهزایی (A)، گرانیت‌های برخوردی نوع S (P) و گرانیت‌های کوهزایی آهکی قلیایی از نوع I و وابسته به فرورانش (C) هستند. در شکل ۱۶، همه نمونه‌های مورد بررسی در پهنه C جای می‌گیرند و به قلمرو گرانیتوییدهای آهکی قلیایی فرورانشی وابسته هستند. پراکندگی بیوتیت‌ها در نمودارها می‌تواند به دو دلیل باشد: اول اینکه ممکن است با کم و زیاد شدن فشار بخار آب ترکیب بیوتیت تغییر کند و دوم اینکه طی بالا آمدن ماگما مقدار Fe^{2+} به Fe^{3+} تغییر یابد. Fe^{2+} به Fe^{3+} تبدیل شده و Mg وارد واکنش می‌شود و منجر به بیوتیت‌هایی با نسبت‌های متفاوت می‌گردد [۳۹].

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای تعدادی از بیوتیت‌های موجود در نمونه‌ها (فرمول ساختاری برپایه ۲۲ اکسیژن به دست آمده است.)

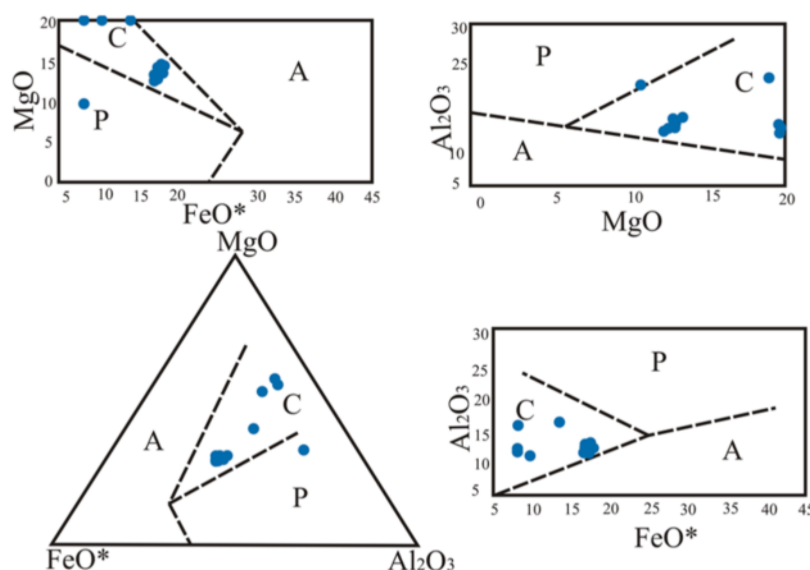
	95-36	95-38	95-39	95-43	95-44	95-45	95-49	95-50
SiO_2	۳۳٫۹	۳۷٫۷۳	۳۷٫۰۲	۳۵٫۴۷	۳۵٫۸۶	۳۶٫۳۸	۳۵٫۵۴	۳۶٫۶
Al_2O_3	۱۷٫۵۵	۱۳٫۶۹	۱۳٫۱۳	۱۴٫۲۱	۱۴٫۱۲	۱۴٫۲۹	۱۴٫۱	۱۳٫۹۸
FeO	۱۲٫۸۵	۴٫۶۶	۷٫۱۹	۱۸٫۴۷	۱۸٫۴۱	۱۸٫۴۴	۱۷٫۶۸	۱۷٫۷۲
CaO	۰٫۲۶	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱	۰٫۱۴	۰	۰٫۰۶
MgO	۱۹٫۱۶	۲۲٫۴۳	۲۱٫۱۲	۱۲٫۵۱	۱۲٫۸۴	۱۳٫۱۱	۱۲٫۶۶	۱۲٫۸۶
Na_2O	۱٫۰۳	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۳۵	۰٫۴۸	۰٫۳۸	۰٫۴۲	۰٫۴۵
K_2O	۸٫۶۷	۱۰٫۶۴	۹٫۹	۹٫۴۵	۹٫۳۷	۹٫۲۷	۹٫۷۴	۹٫۴۹
V_2O_3	۰٫۲۲	۰٫۳	۰٫۲۹	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۲۴
Cr_2O_3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MnO	۰٫۳۴	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۲	۰٫۲۷
P_2O_5	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
NiO	۰	۰	۰	۰	۰٫۳	۰٫۲۳	۰٫۳۳	۰٫۱۴
TiO_2	۳٫۳۵	۴٫۹۲	۴٫۶۳	۴٫۱۴	۴٫۱	۴	۴٫۱۴	۴٫۱
SO_2	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳
مجموع	۹۷٫۰۸	۹۵٫۱۱	۹۴٫۲۴	۹۵٫۲۷	۹۶٫۱۶	۹۶٫۹۲	۹۵٫۰۷	۹۵٫۹۵
Si	۴٫۹۶۵	۵٫۴۶۸	۵٫۴۷۱	۵٫۴۵۶	۵٫۴۷۳	۵٫۴۹۵	۵٫۴۷۹	۵٫۸۹۹
Al^{IV}	۳٫۰۲۹	۲٫۳۳۸	۲٫۲۸۷	۲٫۵۴۴	۲٫۵۲۷	۲٫۵۰۵	۲٫۵۲۱	۲٫۱۰۱
Al^{VI}	۰	۰	۰	۰٫۰۳۱	۰٫۰۱۳	۰٫۰۳۸	۰٫۰۴۱	۰٫۵۵۵
Ti	۰٫۳۶۹	۰٫۵۳۶	۰٫۵۱۵	۰٫۴۷۹	۰٫۴۷۱	۰٫۴۵۴	۰٫۴۸	۰٫۴۹۷
Fe^{2+}	۱٫۵۷۴	۰٫۵۶۵	۰٫۸۸۹	۲٫۳۷۵	۲٫۳۵	۲٫۳۲۹	۲٫۲۷۹	۱٫۰۴۱
Mn	۰٫۰۴۲	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۱	۰٫۰۳۱	۰٫۰۳۲	۰٫۰۳۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۷
Mg	۴٫۱۷۴	۴٫۸۴۶	۴٫۶۵۳	۲٫۸۶۹	۲٫۹۲۲	۲٫۹۵۲	۲٫۹۱	۳٫۰۹
Ca	۰٫۰۴۱	۰٫۰۰۲	۰٫۰۲۲	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۳	۰	۰٫۰۱
Na	۰٫۲۹۲	۰٫۱۵۲	۰٫۱۵۸	۰٫۱۰۴	۰٫۱۴۲	۰٫۱۱۱	۰٫۱۲۶	۰٫۱۴۱
K	۱٫۶۲	۱٫۹۶۷	۱٫۸۶۶	۱٫۸۵۴	۱٫۸۲۴	۱٫۷۸۶	۱٫۹۱۵	۱٫۹۵۱



شکل ۱۴ الف) بررسی میکاهای آهن و منیزیم‌دار در نمودار چار قطبی [۳۵] و ب) براساس نمودار مرجع [۳۶] بیوتیت ها از نوع غنی از منیزیم هستند.



شکل ۱۵ تعیین خاستگاه و بررسی وضعیت بیوتیت‌های داسیت‌ها در نمودار سه تایی TiO_2-FeO-MgO [۳۷].



شکل ۱۶ تعیین سری ماگمایی بر پایه شیمی بیوتیت [۳۸]. (A:قلیایی؛ C:آهکی قلیایی؛ P:پرآلومین).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]

برداشت

شواهد و بررسی میکروسکپی همراه با بررسی‌های انجام گرفته بر سنگ‌های داسیتی منطقه نشان می‌دهند که اغلب کانی شناسی ساده‌ای دارند و از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن تشکیل شده‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، بررسی سنگ‌شناسی و تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌های موجود در سنگ‌های منطقه مشخص شد که ترکیب پلاژیوکلازها در این زبانه‌ها متغیر است و از آلبیت تا آندزین تغیر می‌کنند و فلدسپارهای قلیایی از نوع آنورتوکلاز و سانیدین هستند. همچنین آنها به طور معمول منطقه بندی، بافت‌های غربالی و پوشش‌های غبارآلود دارند که اغلب شرایط تشکیل این کانی‌ها در شرایط نامتعادل است. تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازها از مرکز تا لبه نمایان بوده که به احتمال بسیار ناشی از تغییر ترکیب شیمیایی ماگما همراه با تغییرات فشار طی بالا آمدن ماگما و تغییرات فشار بخار آب است. دمای به دست آمده حدود ۶۵۰ تا ۷۵۰ درجه سانتی گراد است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد بررسی از نوع کلینوپیروکسن (اوژیت) است. پیروکسن‌ها دارای شواهدی چون حل شدن در لبه‌های بلورها، اکسایش و گردشدگی برآمده از فرایندهای مشابه قبلی هستند. مقدار آهن سه ظرفیتی در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده مقدار اکسیژن بالای ماگماست. گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌ها بالا بوده که نشان دهنده محیطی اکسایشی هنگام شکل‌گیری این سنگ‌هاست. ماگمایی که این کلینوپیروکسن‌ها از آن متبلور شده‌اند حدود ۱۰ درصد آب داشته است. بررسی‌های زمین دما-فشارسنجی کلینوپیروکسن‌ها نشان داد که فشار تبلور حدود ۱۰-۶ کیلوبار و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در گستره دمایی ۱۲۰۰-۱۱۵۰ درجه سانتی گراد است. این کلینوپیروکسن‌ها وابسته به سری آهکی قلیایی کوهزایی هستند. آمفیبول‌ها از نظر ترکیب شیمیایی در گستره تچرماکیت قرار دارند. میکاهای داسیت‌ها در گستره بیوتیت و در میان قطب آنیت و سیدروفیلیت و نزدیک به قطب آنیت جانمایی شده‌اند. آنها گاهی از نوع فلوگوپیت هستند که مربوط به دگرسانی بیوتیت‌هاست. بررسی وضعیت بیوتیت‌ها در نمودار سه تایی TiO_2-FeO-MgO برای سنگ‌های مورد بررسی نشان داد که بیوتیت‌ها، از نوع ماگمایی اولیه و باز متعادل شده هستند و در سری آهکی قلیایی قرار می‌گیرند.

قدردانی

نویسندگان از همه عواملی اجرایی مقاله بلور شناسی و کانی شناسی ایران تشکر و قدردانی می‌کنند.

مراجع

[1] Glennie K. W., *"Cretaceous tectonic evolution of Arabia eastern plate margin of two oceanic, in Middle East models of Jurassic/Cretaceous carbonates systems"*, (2000) 414.

[2] Hasanzade J., *"Geological and petrological study of igneous rocks in Ghamsar area"* South Kashan (Central Iran), Master Thesis, University of Tehran (1978).

[3] Mahdavi M., *Geological map of Bahabad, 1:100,000,* Geological Survey of Iran (1377).

[4] Aghanbati, A., Geology of Iran, Geological Survey and Mineral Exploration Organization, (2004) 240 p.

[5] Dimitrijevic M.D.و *"Geology of Kerman region. Geol."*,Surv. Iran, Yu/52, 334p (1973).

[6] Vynhal C.R., Mcsween H.Y., Jr., *'Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability',* Am. Mineral. 76(1991) 176-188.

[7] Schmidt M.W., *'Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in hornblende barometer',* Contrib Mineral Petrol 110 (1992) 304-310.

[8] Tatsumi Y., *Melting experiments on a high magnesium andesite, Ear*th. Planet. Sci. Lett 84 (1981) 357-65.

[9] Nelson S. T., Montana A., *"Sieve textured plagioclase in voleanic rocks produced by rapid decompression",* American Mineralogist 77(1992) 1242-1249.

[10] Nelson S. T., Montana A., *" Plagioclase vesoption textures as a consequamces of the rapid isothermal decompression of magmas",* VCEL abstracts, New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources. Bull. (1989) 202.

[11] Shelly D., *"Igneous and metamorphic rocks under the microscope"*, Chapman and Hall, (1993) 445p.

[12] Shelly D., *"plagioclase and quartz prerred orientations in in a low – grade schist : the roles of*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]

[24] Botcharnikov R. E., Koepke J., Holtz F., McCammon C., Wilk M., *"The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt*", Geochimica et Cosmochimica Act, (2005) 69(21), 5071-5085.

[25] Schweitzer E. L., Papike J J., Bence A. E., *"Statitical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts*", American Mineralogist, (1979) 64, 501-13.

[26] Cameron M., Papike J., *"J Structural and chemical variations in pyroxenes*", American Mineralogist, (1981) 66(1-2), 1-50.

[27] Helz R.T., *"Phase relations of basalts in their melting ranges at pH2O=5kb as a function of oxygen fugacity*", Part I. Mafic Phases, Journal of Petrology, (1973) 14, 249-302.

[28] Lindsley D.H., *"Pyroxene thermometry*", American Mineralogists. (1983) 68: 477-493.

[29] Thompson R. N., *"Some high-pressure pyroxenes*", Mineral0gical Magazine. (1974) 39: 768-787.

[30] Aoki K., I. Shiba., *"Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata Japan*", Lithos, (1973) 6: 41-51

[31] Soesoo A. A., *"Multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations*", Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen) (1997) 119: 55-60.

[32] Leak B. E., Woolley A. R., Birch W. C., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthone F. C., Kato A., Kish H. J., Krivovicher V. G., Linthout K., Laird J., Mandario J., *"Nomenclature of amphiboles",* Report of the subcommitte on amphiboles of International Mineralogical Assocciation (1997) 295-321.

[33] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An Introduction to the Rock Forming Minerals"* 2nd ed., Longman, London (1992) 696.

[34] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi, *"Nomenclature of pyroxenes,* Mineralogical Magazine, (1989) 52, 535-555.

[35] Speer J. A., *"Mica in igneous rocks",* In: Micas, Bailey S. W. (ed; Mineralogical Society of American Review in Mineralogy 13 (1984) 299-356.

[36] Forster M. D., *"Interpretation of the composition of tri octahedral mica. United State primary growth and plastic deformation",*. j. Struct . Geol., (1989a) 11, 1029-37

[13] Koroll H., Evangelakakkis C., *"Voll Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1993) 510-518.

[14] Morimoto N., Fabrise J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi, "*Nomenclature of pyroxenes, Mineralogical Magazine"*, (1989) 52, 535-555.

[15] Nisbet, E. G. Pearce, J., *"A Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting*", Ibid, (1977) 63, 149-60.

[16] Le Terrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard, D Marchal M., *"Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series*", Earth and Planetary Science Letters, (1982) 59, 139-54.

[17] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., *"Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator*", Chemical Geology, (1989) 77(3), 165-182.

[18] Kushiro I., *"Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks*", American Journal of Science (1960) 258: 548-554.

[19] Le Bas M.J., *"The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage*", American Journal of Science (1962) 260: 267-288.

[20] Sun S. S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. Eds., Magmatism in Ocean Basins, Geological Society London Special Publication, London, (1989) 313-345.

[21] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., *"A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses*", Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2010) 189(3), 340-346.

[22] Ottonello G., Moretti R., Marini L., Vetuschi Zuccolini M., *"Oxidation state of iron in silicate glasses and melts: a thermochemical model*", Chemical geology, (2001) 174(1), 157-179.

[23] Moretti R. *"Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. Annals of Geophysics geology*", Edition techniq, Paris, (2005) 58 P.

[38] Adbel-Rahman A., *"Nature of biotites from alkalin, calc-alkaline and peraluminous magmas",* Journal of Petrology (1994) 35: 525-541.
[39] Moradian Shahrbabaky A., *"Geochemistry, Geochronology and petrography of Feldspathoid Bearing Rocks in Urumieh-Dokhtar Volcanic Belt*", Iran Unpublished Ph. D thesis, University of Wollongong, Australia, (1997) 412pp.
Geological Survey", Professional Paper (1960) 354-B: 1-48.
[37] Nachit H., Ibhi A., Abia E. H., Ohoud M. B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites*", Comptes Rendus Geoscience(2005) 337 1415-1420.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.11.1]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.727]